

Ф.Н. Лисецкий
Белгородский университет



ЭРОЗИЯ ПОЧВ И ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ФОРМИРОВАНИЯ ГУМУСОВОГО ГОРИЗОНТА ПОЧВ

Для выполнения целевой функции территориальной организации агроландшафтов – защиты и воспроизводства ресурсов почвенного плодородия, дополненной системой адаптивных агротехнологий и мелиоративных мероприятий, необходимо научное обоснование нормативной базы почвозащитного проектирования: допустимых эрозионных потерь почвы – ДЭПП, скорости формирования гумусового горизонта почв, оптимальной скорости гумусообразования и гумусонакопления и эквивалентных им доз органических удобрений.

Обоснование ДЭПП наиболее широко представлено в научной литературе США. Понятие “допустимые потери почвы” и разработка способов оценки Т-уровня (максимально допустимой величины смыва и выдувания почвы в конкретных почвенно-климатических условиях) тесно связана с созданием “универсального уравнения почвенных потерь” (40-е гг.). В частности, для установления ныне используемого в США верхнего предела ДЭПП была принята единичная оценка скорости почвообразования – 1 дюйм (25 мм) за 30 лет, введенная Х.Х. Беннетом. Так как на акре площади слой почвы в 1 дюйм весит 150 т, за 1 год прирост составит 5 т/акр, или при переводе в метрическую систему единиц – 11,2 т/га. С 1973 г. в США проводили дифференциацию значений ДЭПП в пределах принятого диапазона (2,2-11,2 т/га в год) для почв каждого штата, используя иные критерии: мощность горизонта А и благоприятной корнеобитаемой зоны, водопроницаемость, другие физические и химические свойства (Determinants..., 1982). Более радикально предложение (Морган, 1984) дифференцировать различия Т-уровней в зависимости от зональных масштабов эродлируемых площадей до 12 раз. При этом, накопленный за последние 50 лет исследований, значительный объем несистематизированных данных педохронологического содержания, практически не используются американскими специалистами для обоснования нормативов эрозионных потерь. Тем не менее в литературе стран СНГ методологию, основанную на отождествлении допустимых потерь со скоростью почвообразования, можно считать традиционной.

К настоящему времени многие специалисты пришли к заключению, что научные основы Т-уровня не отражают современного уровня знаний, фактически определяют почвы как ресурсы полного использования (Киркби, 1984). Поэтому от экспертных оценок необходимо переходить к выработке алгоритмов долговременного управления почвенными ресурсами. Это актуально в связи с принятым Министерством сельского хозяйства США и успешно выполняемым с 1985 г. проектом прогнозирования водной эрозии (WEPP). В этой модели нового поколения решается задача оценки водно-

эрозионных потерь в широком диапазоне пространственно-временных координат: от оценок по профилю до водосбора, от оценок потерь за счет действия одного ливня до прогноза среднесуточных значений. Очевидно, что и обоснование ДЭПП не может строиться только по почвенно-географическому принципу (дифференциация по зонам, подзонам, почвенным сериям и т.п.). Вариация внутризональных уровней плодородия почв, превышающая межзональные различия, стремление адаптировать проектируемые почвозащитные системы земледелия к местным ландшафтным условиям определяют необходимость в сопоставимом уровне дискретности оценок допустимых потерь и фактического смыва. Иначе дальнейшее совершенствование региональных моделей оценки водноэрозионных потерь для повышения эффективности противоэрозионного проектирования обесценивается константным характером оценок ДЭПП.

Таким образом, новый уровень в решении проблемы допустимых эрозионных потерь мы связываем с обоснованием этой характеристики наряду с другими нормативными показателями в результате разработки долгосрочных сценариев использования почвенных ресурсов с учетом природно-хозяйственных условий и социально-экономических приоритетов развития региональных агроландшафтных систем. Рассмотрим возможности моделирования результатов почвообразовательного процесса для различных пространственных шкал: точка на водоразделе – профиль (катена) – склон.

Изменение мощности гумусового горизонта почв (H , мм) в точке автоморфного местоположения на протяжении последних 10000 лет отражает модель следующего вида:

$$H_t = 10.85 \cdot g \left(F_f / F_z \right)^{0.37} \cdot \exp \left\{ 0.184 \left[R \cdot \exp \left(-18.8 R^{0.73} / P \right) \right] \right\} \left[1 - k \cdot \exp(-\lambda t) \right], \quad (1)$$

где F_f – фактическая продукция растительности; F_z – климатически обусловленная (зональная) продукция растительности, т/га в год; R – радиационный баланс, ккал·см⁻²·год⁻¹; P – годовая сумма осадков, мм; g – поправочный коэффициент на гранулометрический состав материнских пород: 1,0 (средне- и тяжелосуглинистый состав), 0,72 (глинистый), 0,95 (легкосуглинистый), 1,4 (песчаный и супесчаный); t – время почвообразования, годы; k , λ – эмпирические параметры, значения которых для основных типов почв Восточной Европы получены ранее (Лисецкий, 1990).

Для перехода от оценки мощности гумусового горизонта (H) в точке водораздела к распределению H по профилю склона, воспользуемся записью среднего значения непрерывной функции:

$$H(L) = \frac{1}{L} \int_0^L H(l) dl, \quad (2)$$

где $H(L)$ – средняя мощность гумусового горизонта почвы до сечения, удаленного на расстояние L от водораздела; $H(l)$ – мощность в произвольном сечении склона, расположенном на расстоянии l от водораздела.

Мощность гумусового горизонта – $H(L)$, мм – для топокаты с одновозрастным почвенным покровом предлагается рассчитывать по формуле:

$$H(L) = \frac{l}{L} \int_0^L \left[0.85 g(F_f / F_z)^{0.37} \cdot \exp(0.0044 \cdot Q) (1 - k \cdot e^{-\lambda t}) \right] dl, \quad (3)$$

где Q – энергетические затраты на почвообразование, $M^{Дж}/(м^2 \cdot год)$, по В.Р.Волобуеву, 1974.

Для автоморфных (зональных) условий степных экосистем нами предложены (Лисецкий, 1997) способы математического описания изменений энергетических затрат на почвообразование и растительной продукции на протяжении последних 10 тыс. лет, что позволяет получить оценки $Q(t)$ и $F(t)$ и за более короткие периоды эволюции. Применительно к микроландшафтным условиям конкретных склонов не представляет трудностей использование разработанных в микроклиматологии методик учета особенностей тепло- и влаго- обеспеченности в зависимости от экспозиции, крутизны, длины, формы склона. Труднее оценить чистую первичную продукцию парагенетических склоновых фитоценозов, что может быть частично преодолено переходными коэффициентами от биомассы надземных зеленых частей или от величины мортмассы.

В случае, если рассматривается топокатена с полноголоценовыми почвами, то за счет группировки постоянных величин выражение (3) можно представить в виде:

$$H(L) = A/L \int_0^L \left(g(l) \cdot F_r^{0.37}(l) \cdot \exp(0.0044 Q(l)) \right) dl, \quad (4)$$

где A – коэффициент. По осредненным данным для черноземов лесостепи он равен 3,7, для черноземов обыкновенных 3,8, для черноземов южных и темно-каштановых почв – 4,4, для каштановых почв – 6,0. Вычисления по формуле (4) допустимо проводить с помощью известных методов численного интегрирования – квадратурных формул (трапеций, Симпсона). Для перехода от оценок по профилям к оценкам по площади склона следует использовать двойное интегрирование, учитывающее склоново-поперечную размерность в распределении характеристик факторов почвообразования.

Не имеет принципиальных отличий и оценка по (4) скорости почвообразовательного процесса для обрабатываемых склонов. Однако для этого потребуются достоверное экспериментальное (например, по хронологии поступления делювия в геоморфологические ловушки) или расчетное определение среднегодового модуля поверхностного смыва и дефляции почв за период сельскохозяйственного использования земель.

Таким образом, применение модели (4) дает возможность расчета потенциальной мощности гумусового горизонта, сформированного в течение голоцена и по отдельным хроносрезам на различных местоположениях

склона. При этом, устраняя в модельных условиях влияние на гумусовый профиль эрозионного процесса, открывается перспектива оценки скорости природного почвообразовательного и эрозионного процессов по реконструкциям морфологического строения почвенных профилей.

Для выявления временных закономерностей ресурсовоспроизводства почв представим скорость формирования гумусового горизонта почв посредством следующего дифференциального уравнения с разделяющимися переменными:

$$dH/dt = \lambda(H_{\infty} - H(t)) + \Omega(t, H(\bullet)), \quad (5)$$

где $H_{\infty} - H(t)$ – зональная величина потенциала процесса формирования гумусового горизонта, скорость которого определяется коэффициентом λ ; $\Omega(t, H(\bullet))$ – функция возмущения, характеризующая иерархически организованную систему циклических изменений почвообразования.

Необходимость учета мультииерархического характера ритмики формирования гумусового горизонта почв требует разработки трех субмоделей.

1. Модель голоценового тренда, учитывающая условия тепло- и влаго- обеспеченности, зональную (расчетную) и антропогенно обусловленную продукцию растительности, гранулометрический состав почвообразующих пород, возраст почвы. Эта субмодель использована для получения дифференцированных (в зависимости от онтогенетической зрелости профиля) оценок скорости формирования H для отдельных почвенных зон (подзон) и провинций Восточно-Европейской равнины (Лисецкий, 1990).

2. Модель низкочастотного спектра, основанная на преобразовании Фурье 4-го порядка и отражающая тысячелетнюю и внутритысячелетнюю периодичность формирования H (циклы размерностью 500-1400 лет). Она использована для решения задач статистической экстраполяции (прогноза) на первые сотни лет.

3. Модель высокочастотного спектра, основанная на параметрической модели авторегрессии-скользящего среднего и отражающая многовековую и вековую периодичность почвообразования (циклы размерностью 100-400 лет).

Модель формирования гумусового горизонта почв, синтезирующую трендовую компоненту, низко- и высокочастотные спектры, можно представить в виде (Burjak, Lisetskiy, 1993):

$$\begin{aligned} H(t) &= H_m(t) + \operatorname{sgn} H_{HЧ}(t) + \operatorname{sgn} H_{ВЧ}(t), \quad (6) \\ \text{при } \operatorname{sgn} H_{HЧ}(t) &\begin{cases} + H_{HЧ}, \text{ если } H_{HЧ}(t) \geq H_T(t) \\ - H_{HЧ}, \text{ если } H_{HЧ}(t) < H_T(t) \end{cases} \\ &\quad \forall t \in [-1/2T; 1/2T] \\ \text{при } \operatorname{sgn} H_{ВЧ}(t) &\begin{cases} + H_{ВЧ}, \text{ если } H_{ВЧ}(t) \geq H_T(t) + \operatorname{sgn} H_{HЧ}(t) \\ - H_{ВЧ}, \text{ если } H_{ВЧ}(t) < H_T(t) + \operatorname{sgn} H_{HЧ}(t) \end{cases} \\ &\quad \forall t \in [-1/2T; 1/2T] \end{aligned}$$

Вычленение высокочастотного спектра относительных колебаний мощности гумусового горизонта почв по разных хроносрезам почвообразования – $H_{вч}$ впервые позволило придать вероятностный характер оценкам скорости почвообразования. Из полученных кривых обеспеченности отклонений среднесуточных скоростей формирования $H_{вч}$ от трендовых значений следует, что при долговременном управлении процессом воспроизводства почв возможно осуществление более рационального подхода к обеспечению эффективности противоэрозионной защиты по сравнению со среднесуточными оценками, концентрируя почвенно-мелиоративные приемы в благоприятные для почвообразования годы.

ЛИТЕРАТУРА

- Волобуев В.Р.** Введение в энергетику почвообразования. М.: Наука. 1974.
- Киркби М.Дж.** Эрозия и окружающая среда // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.
- Лисецкий Ф.Н.** Закономерности формирования гумусового горизонта зональных почв Русской равнины // Агрохимия и почвоведение. 1990. №53.
- Лисецкий Ф.Н.** Пространственно-временная оценка растительной продукции как фактора почвообразования // Почвоведение. 1997. № 9.
- Морган Р.П.С.** Значение исследований в области эрозии почв // Эрозия почв. М.: Колос. 1984.
- Burjak D.V., Lisetskiy F.N.** The probabilistic nature of soil formation and erosion- on mathematically modeled deflation processes // Proceeding of an International Workshop on Soil Erosion. Purdue University, IN. 1993.
- Determinants of soil loss tolerance.** Madison (Wisc.).